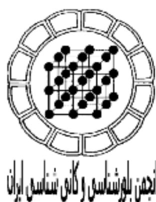
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

سال بیست و سوم، شمارهٔ سوم، پاییز ۹۴، از صفحهٔ ۴۹۵ تا ۵۰۶



دگرریختی همزمان و پس از تبلور گرانیتوئید زهری بر پایه‌ی شواهد بافتی در پایانه‌های پهنه‌ی برشی نهبندان، خاور ایران

زینب اعتمادخواه*، محمد مهدی خطیب، محمدحسین زرین‌کوب

دانشگاه بیرجند، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی

(دریافت مقاله: ۹۳/۴/۲۰ ، نسخه نهایی: ۹۳/۸/۱۰)

چکیده: توده‌ی گرانیتوئیدی زهری با جنبش‌همزمان با زمین‌ساخت به درون سنگ‌های افیولیتی وابسته به‌کرتاسه‌ی پسین نفوذ کرده است. این گرانیتوئید با راستای‌کلی شمال‌باختری - جنوب‌خاوری در پایانه‌های سامانه‌ی برشی نهبندان واقع در شمال پهنه‌ی جوش‌خورده‌ی سیستان در اوائل ائوسن‌جای‌گیری شده‌است. گسترش بافت‌های حالت ماگمایی تا حالت جامد با دمای پایین در این توده، نمایانگر پیشرفت دگرریختی با کاهش محتوای گدازه در طی تبلور و سردشدگی‌است. وجود شواهد روشنی از دگرریختی در حضور گدازه نظیر پرشدگی شکستگی‌های پلاژیوکلاز به‌وسیله‌ی کوارتز و ریزساخت‌های حالت جامد با دمای بالا از قبیل طرح صفحه - شطرنجی و آغاز مهاجرت مرز در دانه‌های کوارتز بیانگر گسترش بافت‌ها در طول و یا اندکی پس از تبلور کامل ماگماست. ریزساخت‌های حالت جامد نظیر تجدید تبلور از نوع چرخش خرد دانه‌ها و گاه برآمدگی در دانه‌های‌کوارتز، میرمیکیتی و کاهش اندازه‌ی دانه‌های تجدید تبلور یافته در پلاژیوکلاز و طرح‌های روبانی بیوتیت‌های دگریخت شده، بیانگر دگریختی پیشرونده همزمان با سردشدگی این توده‌است. برگوارگی‌های اندازه‌گیری شده در صحرا در گرانیتوئید زهری راستای غالب W-E تا NW-SE (میانگین قطب برگوارگی: $۰۰۲^{o}/۵۷^{o}$) دارند که در مراحل مختلف تبلور ماگما راستای مشابهی را نشان داده‌اند. حضور ریزساخت‌های همزمان ماگمایی و سازگاری بافت‌های صفحه‌ای حالت جامد مزوسکوپی با راستای عمومی پهنه‌های برشی واقع در پایانه‌های سامانه‌ی برشی نهبندان، گواه بر نقش این پایانه‌ها و دگریختی وابسته به آن در گسترش بافت‌ها در اوائل‌ائوسن‌است.

واژه‌های کلیدی: *گرانیتوئید؛ ریزساخت‌های دگرریختی؛ جای گیری همزمان با زمین‌ساخت؛ شمال پهنه‌ی جوش خورده‌ی سیستان.*

مقدمه

تغییر در ماهیت اولیه‌ی کانی‌ها در اثر اعمال تنش‌های پویا در پهنه‌های دگرریختی با تغییر در آرایش دانه‌ها، اندازه‌ی ذرات و ساختارهای داخل بلوری همراه است. شواهد بافتی متنوع و عملکرد فازهای مختلف دگرریختی در سنگ‌ها، بیانگر تغییر نرخ کرنش در این پهنه‌هاست. درجه‌ی دگرریختی کانی‌ها به عواملی همچون نوع کانی، ماهیت دگرریختی، دما، زمان دگرریختی و تاریخچه‌ی حوادث پس از دگرریختی بستگی دارد [۱]. اهمیت بافت در سنگ‌های گرانیتوئیدی، مشابه دیگر سنگ‌ها بوده و اطلاعات هندسی درباره‌ی و سردشدن ماگما، به ویژه در رابطه با جای‌گیری و دگرریختی‌های بعدی، به‌وسیله‌ی ساخت کانی‌ها ثبت می‌شود به‌طوری که شواهد بافتی، بازتابی از حالت‌های دگرریختی در هر مرحله را نمایان می‌سازند. تاکنون، بررسی ریزساخت‌های توده‌های نفوذی در بخش‌های مختلفی از منطقه‌های ساختاری ایران از جمله سنندج – سیرجان [۴-۲]، ایران مرکزی [۶، ۵]، نوار ماگمایی زاهدان - سراوان [۷] و بلوک لوت [۸] اطلاعاتی را برای بررسی گسترش بافت‌ها، ارتباط زمانی آن با جای‌گیری و جدایش

*نویسنده مسئول، پست الکترونیکی: z.etemadkhah@birjand.ac.ir

دگریختی‌ها فراهم کرده است.

در پایانه‌های سامانه‌ی برشی نهبندان در شمال پهنه‌ی جوش خورده‌ی سیستان در خاور ایران، سنگ‌های دگرگون و آذرین نفوذی فلسیک و مافیک رخنمون دارند که به‌واسطه‌ی قرار گرفتن در پهنه‌های دگریختی شکل‌پذیر و شکنا تغییراتی را در ساختمان کانی‌شناختی در پی داشته‌اند. توده‌ی گرانیتوئیدی زهری در پایانه‌های منشعب از پهنه‌ی برشی نهبندان جای‌گیری شده است. این توده، کم و بیش یک توده‌ی همگن است اما به‌نظر می‌رسد در راستای پهنه‌ی برشی، دستخوش دگریختی ضعیف تا شدید شده است. این پژوهش، به شرایط دگریختی و گسترش بافت‌ها، ارتباط زمانی آن با جای‌گیری و جدایش دگریختی‌ها در این گرانیتوئید پرداخته است. به‌منظور مشاهدات ریزساختاری گسترده، برای تشخیص مراحل مختلف تبلور ماگما و تاریخچه‌ی سردشدن در زمان ثبت بافت‌ها، نمونه‌هایی از ۳۰ ایستگاه از بخش‌های مختلف توده‌ی زهری، برای تهیه‌ی مقاطع نازک برداشت و بررسی شده‌اند.

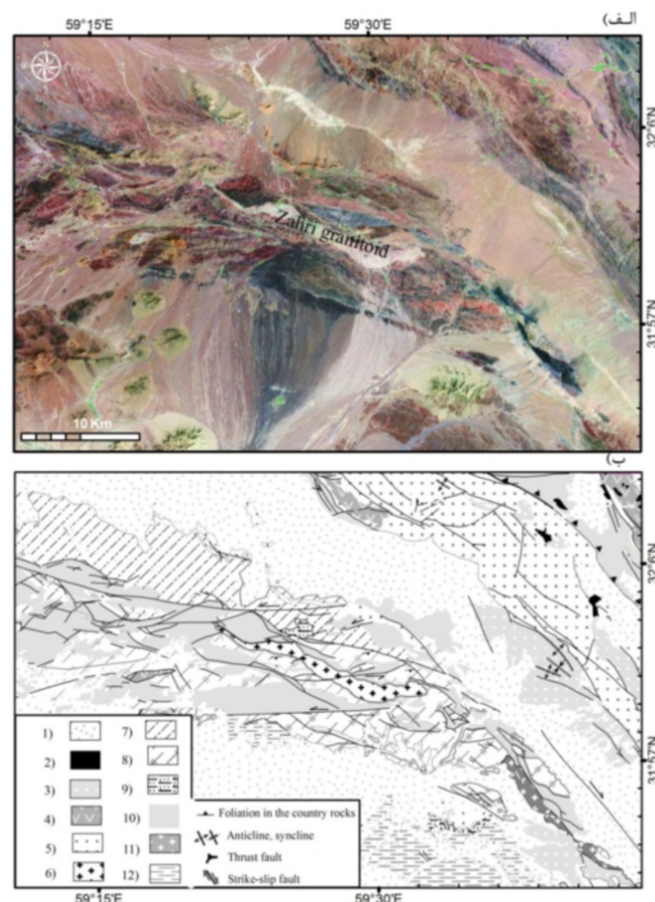
جایگاه زمین‌شناسی و سنگ‌نگاری توده

توده‌ی گرانیتوئیدی زهری از نظر جغرافیایی در ۱۵۰ کیلومتری جنوب خاوری بیرجند و در گستره‌ی نقشه‌ی چهارگوش ۰۰۰ ۲۵۰: ۱ زمین‌شناسی بیرجند [۹]، مختاران و سهل‌آباد با مقیاس ۰۰۰ ۱۰۰: ۱ [۱۰،۱۱] قرار گرفته است. این توده از نظر موقعیت زمین‌شناسی در شمال پهنه‌ی جوش خورده‌ی سیستان واقع شده است (شکل ۱). این پهنه‌ی جوش خورده در خاور ایران، مجموعه‌ای از منشورهای بهم افزوده است که در اثنای زوال باریکه‌ی اقیانوسی نئوتتیس که دو ورقه‌ی قاره‌ای لوت (باختر) - افغان (خاور) را از هم جدا کرده، جای‌گیری شده است [۱۲،۱۳]. برگشت رژیم از کشش به فشارش در زمان کرتاسه‌ی پسین و عملکرد همگرایی مایل بلوک لوت نسبت به بلوک افغان به سمت شمال خاوری، به شکستگی سنگ‌کره‌ی اقیانوسی و رانده شدن آن بر لبه‌ی قاره‌ای انجامیده است [۱۴]. همزمان با فراخاست پوسته در این پهنه‌ی جوش خورده، زمینه برای جای‌گیری مجموعه‌ی فلیش فراهم شده است. در این فرایند همگرا، افزون بر فشردگی، زمین‌ساخت برشی نیز بر منطقه حاکم بوده و سمت و سوی بردار همگرایی و چگونگی قرارگیری ساختارها، منجر به فعالیت همزمان مؤلفه‌ی برشی راستگرد (با راستای غالب شمالی – جنوبی) و مؤلفه‌ی برشی چپگرد (با راستای غالب خاوری – باختری) به ترتیب در پهنه‌ی برشی نهبندان و پایانه‌های آن شده است [۱۵]. این ساختارها به‌عنوان شاخص‌های اصلی زمین‌ساختی در گستره‌ی پهنه‌ی سیستان معرفی شده‌اند که سراسر این پهنه‌ی جوش خورده را در برگرفته‌اند [۱۶،۱۷]. ادامه‌ی فرایند همگرایی تا زمان حال، چین‌خوردگی رسوب‌های نئوژن، حرکت‌های گسلی جدید و ایجاد ساخت‌های کششی را در پی داشته است.



شکل ۱ جایگاه پهنه‌ی جوش خورده‌ی سیستان در خاور ایران، منطقه‌ی مورد بررسی به‌صورت مربع مشخص شده است (اصلاح شده بعد از [۱۲]).

تعداد افشانه‌ها در پایانه‌های پهنه‌ی برشی نهبندان نشان‌دهنده‌ی مراحل مختلف فعالیت روی پهنه‌ی برشی اصلی است و جدایش افشانه‌های مراحل مختلف جنبش پهنه‌ی برشی، در فرایندهای زمین‌ساختی را نشان داده است، به‌طوری که از بخش مرکزی به‌سوی آخرین، پایانه‌ها، جوان‌تر هستند. افشانه‌های جوان‌تر دارای طول بیشتر و طرح کلی آن‌ها شعاع خمش بیشتری دارد [۱۸]. توده‌ی گرانیتوئیدی زهری با نمای کشیده با راستای کلی شمال باختری – جنوب خاوری در اولین پایانه‌ی منشعب شده از پهنه‌ی برشی نهبندان، جای‌گیری شده است (شکل ۲). بررسی و تحلیل عناصر ساختاری با راستای عمومی شمال باختری – جنوب خاوری تا خاوری - باختری در گستره‌ی این بخش، بیانگر تأثیر محور تنش بیشینه (σ_1) در راستا شمال خاور – جنوب باختر است [۱۸]. توده‌ی زهری فاقد آثار چشم‌گیری از دگرگونی مجاورتی است که این می‌تواند یکی از شواهد وابسته به توده‌های نفوذی همزمان با زمین‌ساخت باشد [۱۹]، و با سنگ‌های دگرگونی همچون آمفیبولیت، کوارتزیت، متاگابرو و متادیاباز در برگرفته شده است (شکل ۲- الف و ب). این توده با سن رادیومتری ۰/۷ ± ۵۴/۳ میلیون سال پیش دارای طیف ترکیبی گرانیت تا لوکوگرانیت است [۲۰] که تحت تأثیر رژیم دگریختی به‌صورت محلی در برخی بخش‌های توده و به‌ویژه حواشی آن، عناصر ساختاری S و LS به خوبی گسترش یافته‌اند. برگوارگی‌های صحرایی با سمت‌گیری اغلب بیوتیت‌ها با راستای عمومی خاوری – باختری تا شمال باختری – جنوب خاوری گسترش یافته‌اند که به‌موازات روند ساختارهای اصلی این منطقه است.



شکل ۲ الف) تصویر ماهواره‌ای و ب) نقشه‌ی زمین‌شناسی ساده شده از گستره‌ی زهری؛ راهنمای نقشه: ۱) نهشته‌های کواترنری، ۲) سنگ‌های آتشفشانی نئوژن، ۳) کنگلومرا و ماسه‌سنگ نئوژن، ۴) سنگ‌های آتشفشانی ائوسن، ۵) سنگ‌های رسوبی ائوسن، ۶) مجموعه‌ی گرانیتوئیدی زهری، ۷) فلیش کرتاسه‌ی پسین – پالئوسن، ۸) ملانژ دگرگونی کرتاسه‌ی پسین، ۹) سنگ‌های رسوبی کرتاسه‌ی پسین، ۱۰) سنگ‌های افیولیتی سیستان، ۱۱) سنگ‌های نفوذی ژوراسیک (؟)، ۱۲) سنگ‌های رسوبی ژوراسیک (بر پایه‌ی نقشه‌های زمین‌شناسی مختاران و سهل‌آباد با مقیاس ۱۰۰۰۰۰ :۱ با اندکی اصلاحات [۱۰،۱۱]).

مشاهدات ریزساخت‌ها

از نظر بافت‌های میکروسکوپی تنوع زیادی در بخش‌های مختلف گرانیتوئید زهری مشاهده شده است. کوارتز، پلاژیوکلاز و بیوتیت به‌عنوان کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی توده‌ی زهری هستند که این کانی‌ها از نظر بررسی بافت در گرانیتوئیدها اهمیت بالایی دارند و هر یک رفتار ویژه‌ای در پاسخ به دگریختی نشان داده‌اند:

کوارتز

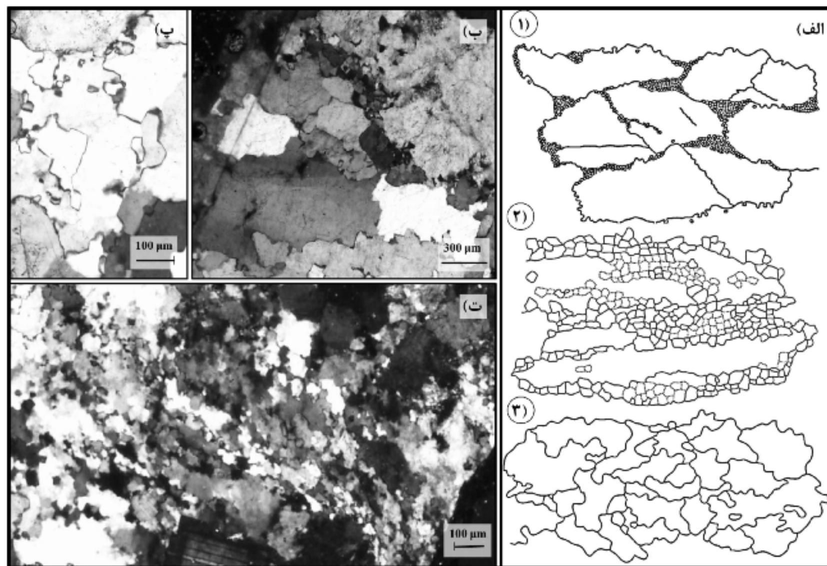
از جمله مهم‌ترین سیماهای دگریختی در ریزساخت‌های کوارتز در گرانیتوئید زهری عبارتند از خاموشی موجی، شکستگی در دانه‌ها، تجدید تبلور پویا و تشکیل خرد دانه‌ها. در برخی بخش‌های توده‌ی گرانیتوئیدی، خاموشی موجی از نوع روبشی و صفحه شطرنجی ضعیف مشاهده شده است. حواشی دانه‌ها به دلیل پدیده‌ی مهاجرت مرز دانه‌ای[1] (GBM) به-صورت آمیبی و لخته[2] درآمده یا ممکن است تجدید تبلور با چرخش خرد دانه‌ها[3] (SGR) و یا با برآمدگی[4] (BLG) همراه باشد (شکل ۳- الف). این ریزساخت‌ها بیانگر تأثیر فرایند دررفتگی[5] ساختار شبکه‌ی کانی است. در حالت GBM، دو بلور از یک کانی دارای چگالی جادررفتگی متفاوتی هستند که در این حالت مرز بین دو دانه به سمت داخل بلوری که چگالی جادررفتگی بالاتری دارد حرکت می‌کند. در صورتی که دو بلور مجاور تفاوتی از نظر چگالی جادررفتگی نداشته باشند، تبلور دوباره قادر به بزرگتر کردن ابعاد بلور نیست، بلکه در این حالت برخی از بلورها سمت‌گیری خود را نسبت به بلورهای اطراف، تغییر داده است که باعث SGR می‌شود. این حالت در شرایطی که اختلاف تنش شدید و مقدار تنش برشی بیشینه است، روی می‌دهد. خرد دانه‌های کوارتز در نتیجه‌ی تبلور چرخشی در اندازه‌های کم و بیش کوچک و هم اندازه در آمده و با چرخیدن به موازات سطوح برگوارگی، آرایش می‌یابند [۲۱]. گسترش فرایند تجدید تبلور پویا از نوع BLG و SGR موجب تشکیل و گسترش خرد دانه‌های جدید در اطراف دانه‌های کوارتز قدیمی و ایجاد ساختار هسته و گوشته در آن‌ها شده است. تجدید تبلور با چرخش خرد دانه‌ها سعی در کاهش تنش انحرافی دارد، در حالی که تبلور با مهاجرت مرز دانه سعی در به کمینه رساندن تفاوت انرژی سطحی بین دانه‌های مجاور دارد [۲۱]. BLG بیشتر در مرز بلورها به‌ویژه در نقاط تماس دو بلور همسایه و محل اتصال سه‌گانه بلورها روی می‌دهد، به‌طوری که بخش‌های بر آمده ممکن است از بخش اصلی بلور مستقل شده و بلورهای مستقل کوچک با مرزهای مشخص در داخل آن تشکیل می‌شوند. تبلور دوباره در دانه‌های کوارتز از نوع BLG در گستره‌ی دمایی $۲۸۰-۴۰۰^{\circ}C$، SRG در گستره‌ی دمایی $۴۰۰-۵۰۰^{\circ}C$ و GBM معرف دمای حدود $۵۰۰^{\circ}C$ است [۲۲]. در گرانیتوئید زهری گسترش تجدید تبلور پویا از نوع GBM و SGR متدوال‌تر از نوع BLG است (شکل ۳- ب و پ). با افزایش درجه‌ی دگریختی، دانه‌های کوارتز با صف‌آرایی به صورت روبان دیده شده‌اند (شکل ۳- ت)، روبان‌های بلندتر، گاهی چین‌خوردگی و خمش نشان داده‌اند.

بیوتیت

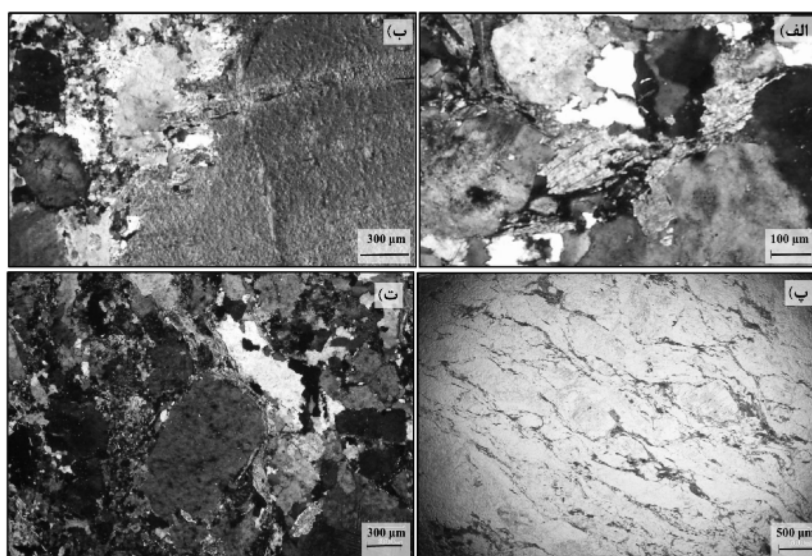
گروهی از بیوتیت‌ها در گرانیتوئید زهری به‌صورت بلورهای درشت نیمه‌شکل‌دار ماگمایی به همراه فلدسپارها و کوارتز از ماگمای گرانیتی متبلور شده‌اند و شواهدی از دگریختی نظیر خمش یا خاموشی موجی را نشان نداده‌اند. دسته‌ی دیگر، پس از تبلور بیوتیت‌های فوق و در پی دگریختی‌های منطقه گسترش یافته‌اند. بلورهای بیوتیت در برخی بخش‌های گرانیتوئید، اندکی خمیدگی و یا به‌طور محلی کینک‌باند نشان داده‌اند (شکل ۴- الف). با این وجود، در غالب موارد، گسترش کینک‌باند متأثر از لغزش اندک ورقه‌های بیوتیت در راستای سطوح کلیواژ رخ می‌دهد تا شدت کرنش [۲۳]، به نحوی که حضور مقدار اندکی گدازه بین ورقه‌های بیوتیت، به سهولت لغزش ورقه‌ها منجر می‌شود [۲۴]. با افزایش دگریختی، بیوتیت‌ها شواهدی از تغییر ساختار داخلی را نشان داده و به طور جزئی یا کامل به انباشت خرد دانه‌ها تبدیل شده‌اند. گاه دانه‌های بیوتیت تجدید تبلور از نوع GBM را نمایان ساخته‌اند (شکل ۴- ب) و در مواردی، دگریختی به سمت‌گیری بیوتیت-ها انجامیده و منجر به گسترش برگوارگی شده است (شکل ۴- پ). سمتگیری قطعات لغزیده‌ی بیوتیت یکی از عوامل مؤثر در گسترش برگوارگی‌ها در سنگ‌های میلونیتی است [۲۵].

1- Grain boundary migration
2- Lobate
3- Subgrain rotation recrystallization
4- Bulging Recrystallisation
5- Dislocation

مراحل آغازین گسترش برگوارگی‌ها و صف‌آرایی بیوتیت‌ها با لغزش ورقه‌های بیوتیت در راستای سطوح کلیواژ رخ می‌دهد. جابجایی در راستای سطوح کلیواژ بیوتیت‌ها و سپس نفوذ در بین دانه‌های مجاور، در سوگیری بیوتیت‌ها نقش دارد. در برخی نمونه‌ها در گرانیتوئید، نوارهای بیوتیت، بلورهای پلاژیوکلاز را دور زده (شکل ۴- ت) و گاه باعث تحلیل رفتن گوشه‌های پلاژیوکلازها شده‌اند. بیوتیت‌های دگریخت شده در برخی بخش‌های گرانیتوئید، شواهدی از تجزیه به کلریت را نشان نداده‌اند، این پدیده بیانگر بالا بودن دما و پایداری بیوتیت طی دگریختی است [۲۷، ۲۶].



شکل ۳ الف) مشخصات ریزساخت‌های سه نوع تبلور دوباره پویا در کوارتز در مقیاس نسبی مشابه [۲۲]، ۱) دانه‌های تجدید تبلور یافته و برآمده شده در مرزهای دانه‌ها و به‌میزان کمتر در ریزشکستگی‌ها (BLG)، ۲) تجدید تبلور با چرخش خرد دانه‌ها: ساختارهای هسته و گوشته در دانه‌های نواری شده و خرد دانه‌های تجدید تبلور یافته (SGR)، ۳) تجدید تبلور مهاجرت مرز دانه و حواشی نامنظم دانه‌ها (GBM)؛ ب) تجدید تبلور دانه‌های کوارتز با ساز و کار مهاجرت مرز دانه؛ پ) کوارتز چند بلوری با مرزهای دانه‌ی نامنظم که در پاسخ به تجدید تبلور به‌روش SGR ایجاد شده است؛ ت) نواری شدن در دانه‌های کوارتز به‌شدت تبلور دوباره یافته (تصاویر در وضعیت نوری XPL).



شکل ۴ تصاویر میکروسکوپی ریزساخت‌های بیوتیت در گرانیتوئید زهری، الف) کینک‌باند در بیوتیت (XPL)، ب) مهاجرت مرز دانه در بیوتیت (XPL)، پ) نمایش بیوتیت‌های سمت‌گیری شده (PPL)، ت) سمت‌گیری بیوتیت در اطراف دانه‌های پلاژیوکلاز (XPL).

پلاژیوکلاز

دانه‌های پلاژیوکلاز در گرانیتوئید زهری گاه به‌صورت خوش‌وجه (ائوهدرال) تا نیمه‌خوش‌وجه با منطقه‌بندی متناوب (شکل ۵- الف) و بدون آثار روشنی از دگریختی مشاهده شده‌اند و گاه شواهدی از دگریختی را در ساختار بلورین خود ثبت کرده‌اند. از جمله شواهد دگریختی، وجود مرزهای دندانه‌دار و بخیه مانند پلاژیوکلاز – پلاژیوکلاز و پلاژیوکلاز – کوارتز در پی مهاجرت مرز دانه‌هاست (شکل ۵- ب و پ). این ریزساخت‌ها در مرز پلاژیوکلاز – پلاژیوکلاز به چگونگی قرار گرفتن مرز دو بلور وابسته است [۲۸]. اختلاف انرژی داخلی دانه‌های پلاژیوکلاز نسبت به دانه‌های کوارتز به دندانه‌دار شدن پلاژیوکلاز در مرز پلاژیوکلاز – کوارتز انجامیده که دلالت بر تفاوت رفتار این دو طی عملکرد دگریختی دارد (شکل ۵- ث). مهاجرت بیشتر مرز دانه‌های کوارتز نسبت به شبکه‌ی ساختاری پلاژیوکلاز در برابر دگریختی سبب جداشدن اتم‌های موجود در مرز دانه‌های کوارتز و اتصال به اتم‌های کم تحرک پلاژیوکلاز می‌شود. در پی این فرایند مرز دانه‌های پلاژیوکلاز جابه‌جا و تجدید تبلور می‌یابند [۲۹]. عواملی همچون دما، جهت‌یافتگی شبکه‌ی بلوری و وجود یا عدم وجود ناخالصی در محل تماس بلورها، در سرعت مهاجرت مرز دانه‌ها نقش دارند [۳۰].

ماکل‌های دگریختی در پلاژیوکلازها نمایانگر تغییر شکل پلاستیک بلوری است که گاه این ماکل‌ها خمیدگی نشان داده‌اند. پدیده‌ی دوقلویی در بلورهای پلاژیوکلاز به‌صورت سوزنی شکل مشخص شده است (شکل ۶- الف و ب) که نوک سوزن‌ها در درون بلور است و در پاسخ به دگریختی به‌وجود آمده‌اند [۳۱، ۲۹]. دوقلویی حاصل از دگریختی در پلاژیوکلاز با نوک سوزنی، ناشی از هسته‌بندی روی نقاط تنش بالا در لبه‌ی بلورهاست [۲۹].

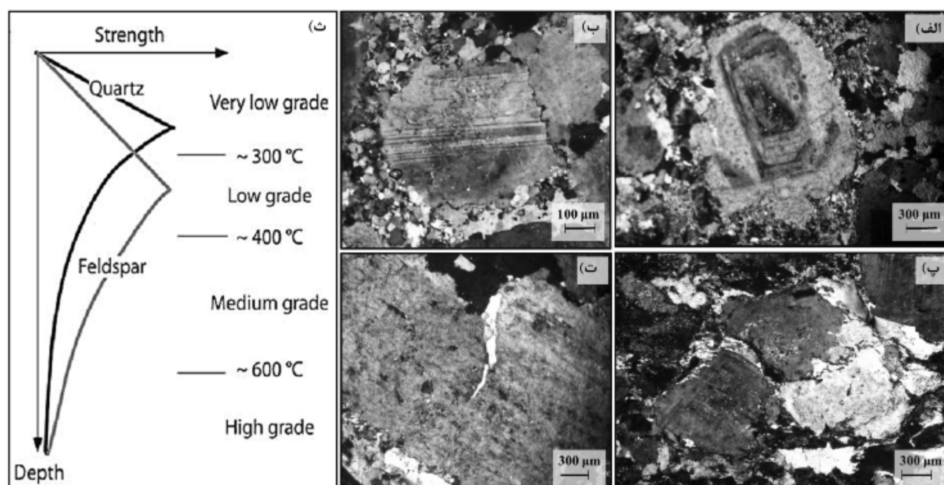
در برخی از بخش‌های گرانیتوئید، بافت پرتیتی و نیز تجدید تبلور پویا از نوع SGR و گاه BLG را می‌توان در بلورهای فلدسپار مشاهده کرد. بر اثر SGR دانه‌های فلدسپار در اندازه‌های تقریباً مساوی، ریز و کوچک شده و با چرخیدن به موازات سطوح برگوارگی غالب قرار گرفته‌اند.

کوارتز به‌صورت بی‌شکل در درز و شکستگی‌های پلاژیوکلازها که در خارج از بلور به حوضچه‌ها یا انباشتی از آن منتهی می‌شود متبلور شده است (شکل ۵- ت)، گاه شکستگی‌های پلاژیوکلاز با فلدسپار نیز پر شده‌اند، وجود شکستگی‌های پر شده به‌وسیله‌ی گدازه باقی‌مانده در پلاژیوکلاز نمایانگر حضور مقدار اندکی گدازه بین بلورهاست (کمتر از ۳۰٪) و معرف دگریختی در دمای بالا است (شکل ۶- پ، [۳۴-۳۲]). برای پی بردن به اینکه آیا ریزگسستگی‌ها با گدازه‌ها پر شده‌اند یا نه چهار مورد متفاوت ارزیابی شده‌اند: پرشدگی پیوسته بوده و دارای ترکیبی برابر با زمینه‌ی آذرینی است، ترکیب مواد پرکننده‌ی گسستگی‌ها باید قابل مقایسه با شکل‌گیری سنگ‌شناسی سنگ میزبان باشد، اگر گسستگی به صورت درون دانه‌ای باشد، بلورهای اولیه بیوتیت یا اسفن ممکن است در گسستگی به دام افتاده باشند [۲۹].

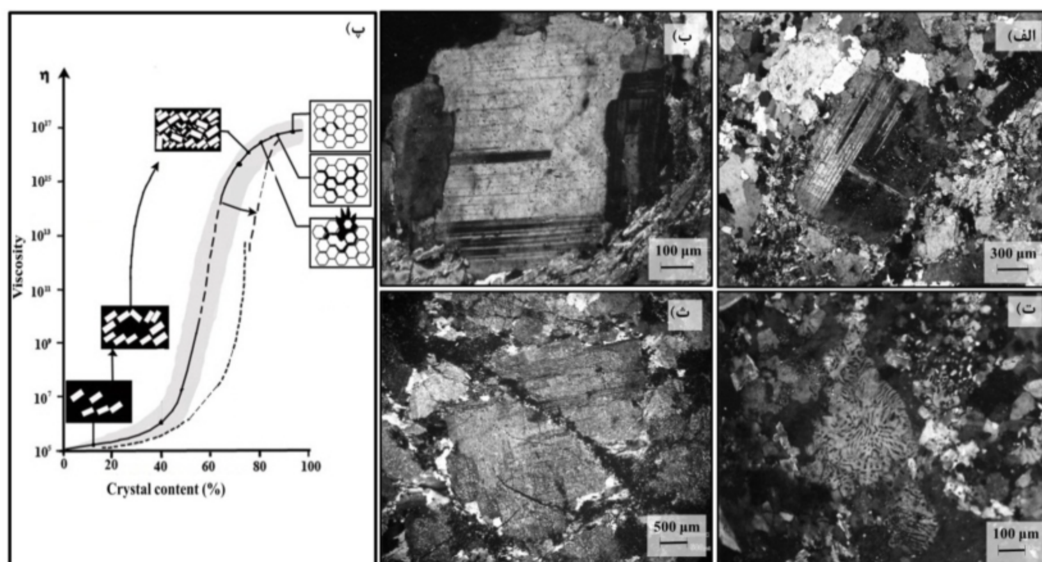
میرمیکیتی بلورهای پلاژیوکلاز (شکل ۶- ت) نیز از دیگر شواهد دال بر دگریختی به‌حساب می‌آید. پلاژیوکلازها با شکستگی و دگریختی کاتاکلاستی از قبیل دانه‌های زاویه‌دار با تغییر گسترده‌ای از اندازه‌ی دانه، قطعات دانه با دگریختی شدید درون بلوری شامل گسل‌هایی در اندازه و مقیاس دانه‌ها (شکل ۶- ث) حکایت از شرایط دمایی پایین دارند (۴۰۰°C>؛ [۲۹]).

برآورد شرایط دمایی دگریختی و شواهد جایگیری همزمان با زمین‌ساخت

در اثنای فرآیند تبلور ماگما، بافت‌های ماگمایی شکل گرفته و به‌طور پیوسته تکمیل شده و بازتابی از حالت‌های دگریختی در هر مرحله به‌وسیله‌ی این بافت‌ها نمایان می‌شود. چنانچه درصد حجمی بخش متبلور شده از ۶۰ درصد فراتر نرود، تنش وارده بر سیستم سبب حرکت گدازه و غوطه‌ور شدن بلورها می‌شود [۳۵]، ریزساخت‌های مربوط به این حالت در گرانیتوئید زهری از قبیل بلورهای خوش‌وجه تا نیمه‌خوش وجه پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی متناوب است. با کاهش دما، تا هنگامی که کسر گدازه در طی تبلور، کمتر از ۳۰ درصد و مقدار آن کمتر از حد بحرانی برای جاری شدن باشد، جریان دگریختی روی بلورها آثار بافتی گذاشته و سبب توزیع دوباره‌ی جریان بین دانه‌ای می‌شود. از ریزساخت‌های متداول این حالت در گرانیتوئید زهری، دگریختی شکنا در حضور مذاب باقیمانده از قبیل ریزگسستگی‌های گوه‌ای شکل در بلورهای پلاژیوکلاز است که به‌وسیله‌ی کوارتز یا فلدسپار پر شده‌اند. البته معمولاً کسر بحرانی گدازه را ۲۰ تا ۴۰ درصد در نظر می‌گیرند تا ماهیت جریان بتواند از یک سیستم گدازه غالب



شکل ۵ الف) پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی متناوب؛ ب و پ) دندانه‌دار شدن پلاژیوکلاز در اثر تجدید تبلور؛ ت) ریزگسستگی‌های گوه‌ای شکل در پلاژیوکلاز؛ ث) نمودار عمق و مقاومت در ارتباط با دگریختی در شرایط شکنا (خط مستقیم) و شکل‌پذیر (خط خمیده) برای کوارتز و فلدسپار [۲۹]، در درجات بالای فلدسپار و کوارتز با خزش، جابه‌جایی و مقاومت مشابه دگریخت می‌شوند، در درجات پایین تا متوسط کوارتز با خزش جابجایی دگریخت شده و فلدسپار بلور مقاوم‌تر است که در آن هسته و پوشش و پورفیروکلاست‌های پوشش‌دار گسترش می‌یابند، در درجه‌ی بسیار پایین کوارتز و فلدسپار شکنا هستند ولی فلدسپار بلور ضعیف‌تری است.



شکل ۶ الف و ب) پدیده‌ی دوقلویی در دانه‌های پلاژیوکلاز؛ پ) نمودار ارتباط بین تبلور و ذوب با چسبندگی گدازه [۳۲]، با پیشرفت فرایند تبلور، چسبندگی شاره افزایش می‌یابد تا زمانی که ماگما به‌طور کامل متبلور شود. تا زمانی که حدود ۴۰ درصد از ماگما متبلور شود، بلورها آزادانه حرکت می‌کنند و بافت ماگمایی شکل می‌گیرد. در صورتی که حدود ۷۵ درصد گدازه تبلور یابد ساخت شبه‌ماگمایی شکل می‌گیرد. ت) گسترش ساختارهای میرمیکیتی؛ ث) پلاژیوکلازها با شکستگی و دگریختی کاتاکلاستی.

(جریان تعلیقی[6]، سیستم ماگمایی) به یک سیستم بلور غالب (جریان غنی از بلور[7]، سیستم تقریباً ماگمایی) تغییر کند [۳۵]. دگریختی در سیستم‌های پلوتونیک در مراحل پیشرفته تبلور جایی بروز می‌کند که فشار محبوس نسبتاً بالا، دما بالای خط انجماد و دگریختی نافذ، با سرعت تغییر شکل پایین وجود داشته باشد [۳۶]. دگریختی در حالت جامد، ساز و کارهای مختلفی از رفتار پلاستیک و تجدید تبلور را در پی دارد، زیرا کانی‌های مختلف در شرایط یکسان، پاسخ‌های متفاوتی در برابر

6- Suspension flow
7- Grain supported flow

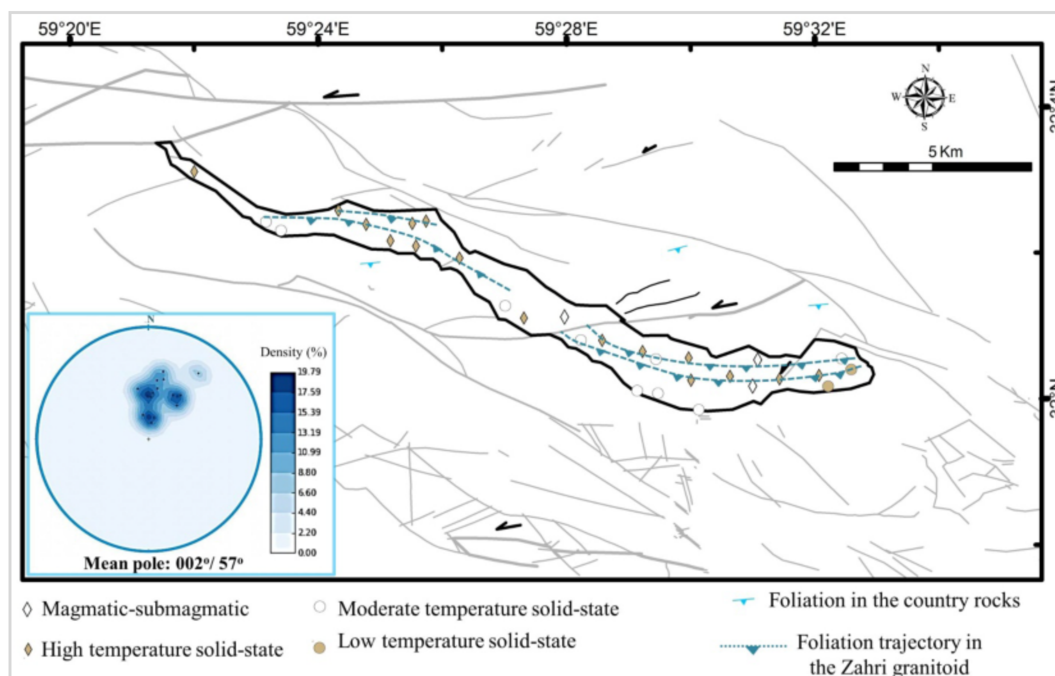
دگریختی نشان می‌دهند، به‌طوری که رفتار شکل‌پذیر کوارتز در برابر رفتار شکنای فلدسپار مشاهده می‌شود. شواهد بافتی در کوارتز در اغلب نمونه‌های گرانیتوئید زهری از قبیل ساز و کارهای تجدید تبلور از نوع شکل‌گیری خرد دانه‌ها، SGR و GBM را نمایان ساخته‌اند که گویای تأثیر دگریختی در گستره‌ی دمایی متوسط تا بالا (۴۰۰-۶۰۰°C) است [۲۹].

تشکیل ریزساخت‌هایی مانند ماکل‌های خمیده و دوقلویی در پلاژیوکلاز، دگریختی در دماهای پایین‌تر از ۵۰۰°C را نشان داده‌اند [۳۸، ۳۷]. ریزساخت‌هایی نظیر تجدید تبلور از نوع GBM در بیوتیت نیز دلالت بر تأثیر دمایی متوسط تا بالا دارد [۳۹]. شاخص‌های بافتی با دمای پایین نیز همچون کاهش اندازه‌ی دانه‌ها، دگریختی قابل توجه میکا و رفتار شکنای فلدسپار در گرانیتوئید زهری مشاهده شده‌اند. به این ترتیب، شواهد بافتی در گرانیتوئید زهری طیف گسترده‌ای از فازهای دگریختی را نمایان ساخته‌اند، به‌طوری که این توده ثبت کننده‌ی بافت‌های حالت ماگمایی، دگریختی پلاستیک حالت جامد با دمای بالا تا ویژگی‌های دگریختی شکل‌پذیر- شکنا در طول یا پس از جای‌گیری ماگما و سرد شدن آن است (شکل ۷). وجود شواهد روشنی از دگریختی در حضور گدازه و ریزساخت‌های حالت جامد با دمای بالا (از قبیل آغاز مهاجرت مرز دانه و طرح صفحه شطرنجی در دانه‌های کوارتز) که بیانگر گسترش بافت‌ها در طول و یا اندکی پس از تبلور کامل ماگماست از جمله شواهد جای‌گیری همزمان با زمین‌ساخت در گرانیتوئید زهری محسوب می‌شوند. از دیگر شواهد همزمانی با زمین‌ساخت در این توده، عبارتند از:

- عموماً برگوارگی‌های اندازه‌گیری شده در صحرا (با میانگین قطب برگوارگی: ۰۰۲°/۵۷°) در مراحل مختلف تبلور ماگما سمتگیری یکسانی را نشان داده‌اند (شکل ۷).

– در اغلب بخش‌های گرانیتوئید، کم و بیش برگوارگی‌ها به موازات محور بزرگ توده و با شیبی به سمت جنوب گسترش یافته‌اند که منطبق با سمت‌گیری غالب ساختارهای صفحه‌ای واحد متابازی در مجاورت توده است (شکل‌های ۲- ب و ۷). سمتگیری یکسان برگوارگی‌ها در حالت ماگمایی و حالت جامد و نیز همسویی با ساختارهای صفحه‌ای سنگ میزبان از جمله شواهد روشن مبنی بر جای‌گیری همزمان با زمین‌ساخت است.

– توازی ساختارهای صفحه‌ای و کشیدگی توده با پهنه‌های برشی واقع در پایانه‌های سامانه‌ی برشی نهبندان در این بخش از پهنه‌ی سیستان، گواه بر نقش این پایانه‌ها و دگریختی وابسته به آن در گسترش بافت‌ها در گرانیتوئید است.



شکل ۷ نقشه‌ی توزیع انواع مختلف ریزساخت‌ها و گذرگاهی برگوارگی‌های مشاهده شده در صحرا در گرانیتوئید زهری به‌همراه نمودار شمارشی قطب برگوارگی‌ها.

بنابراین، جای‌گیری همزمان با زمین‌ساخت گرانیتوئید زهری در اوائل ائوسن، به‌عنوان نشانگری از کرنش، اطلاعاتی را در مورد رویدادهای زمین‌ساختی در زمان جای‌گیری فراهم کرده است و وجود شواهد همزمانی با جنبش در این توده، نمایانگر فعال بودن پایانه‌های پهنه‌ی برشی نهبندان در زمان جایگیری و تبلور ماگماست. شواهد بافتی متنوع و عملکرد فازهای مختلف دگریختی در سنگ‌های واقع در پهنه‌های برشی فعال، بیانگر تغییر نرخ کرنش در این پهنه‌هاست [۳۵] و با توجه فعال بودن پهنه‌های برشی واقع در پایانه‌های سامانه‌ی نهبندان و متفاوت بودن نرخ کرنش در بخش‌های مختلف یک پهنه‌ی برشی، به‌تدریج با گسترش ریزساخت‌های ماگمایی، شبه‌ماگمایی و حالت جامد دمای بالا، متوسط و پایین، شدت دگریختی نیز افزایش یافته است.

برداشت

ویژگی‌های ریزساخت‌ها در گرانیتوئید زهری نشان داده است که برگوارگی‌های گسترش یافته در این توده فقط ماگمایی نبوده بلکه حاصل دگریختی پس از تبلور نیز هست.

الف) شواهد بافتی دال بر حضور گدازه طی دگریختی عبارتند از:

- بلورهای خوش‌وجه تا نیمه‌خوش‌وجه پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی متناوب.

- دانه‌های درشت کوارتز و بیوتیت بدون شواهد روشنی از دگریختی.

- ریزگسستگی در پلاژیوکلازهایی که به‌وسیله گدازه‌ی باقیمانده از قبیل کوارتز و فلدسپار پرشده: این گسستگی‌ها به صورت گوه‌ای یا با دیواره‌های موازی، یک دانه‌ی منفرد را قطع کرده و گاه تا دانه‌ی مجاور نیز کشیده شده‌اند. فاز کانیایی پرکننده از نظر ترکیبی و بلورشناسی از داخل به خارج گسستگی‌ها پیوستگی داشته و ماهیت این فاز پرکننده با ترکیب گدازه‌ی باقیمانده سازگاری نشان داده است.

ب) شواهد بافتی حالت جامد و ادامه‌ی دگریختی پس از تبلور عبارتند از:

- وجود ماکل دگریختی در بلورهای پلاژیوکلاز و خمیدگی در ماکل، میرمیکیتی، مهاجرت مرز دانه در بلورهای پلاژیوکلاز.

- خاموشی موجی و طرح صفحه شطرنجی در دانه‌های کوارتز به همراه شواهدی از تجدید تبلور از نوع GBM، SGR و BLG؛ ریزساخت‌های تجدید تبلور از نوع مهاجرت مرز دانه و چرخش خرد دانه‌ها نسبت به نوع برآمده در گرانیتوئید زهری از فراوانی بیشتری برخوردارند. افزایش دگریختی با صفآرایی خرد دانه‌های کوارتز به موازات سطوح برگوارگی غالب نمایان شده است.

- نوارهایی از بیوتیت‌های سمت‌گیری شده در اطراف پلاژیوکلازهای دگریخت شده که گاه باعث تحلیل رفتن گوشه‌های پلاژیوکلاز شده‌اند، طرح روبانی بیوتیت‌های دگریخت شده به موازات سطوح برگوارگی غالب.

با توجه به اینکه راستای غالب برگوارگی‌ها در گرانیتوئید زهری به موازات کشیدگی کلی توده و منطبق با ساختارهای صفحه‌ای در سنگ میزبان و راستای غالب پایانه‌های پهنه‌ی برشی نهبندان در این بخش از پهنه‌ی سیستان است و نیز شواهد بافتی حین جای‌گیری و تبلور، نقش توده‌ی گرانیتوئیدی به‌عنوان نشانگر زمانی مطرح می‌شود که گویای فعال بودن این بخش از پایانه‌های پهنه‌ی برشی نهبندان در اوائل ائوسن است.

مراجع

[1] Saint-Blanquat M., Tikoff B., *"Development of magmatic to solid-state fabrics during syntectonic emplacement of the Mono Creek granite, Sierra Nevada batholith", In: Bouchez J.L., Hutton*

D.H.W., Stephens W.E., (Eds) "Granites: From segregation of melt to emplacement Fabrics", Kluwer Academic Publishers, Dordrecht (1997) 231–252.

[2] Ahadnejad V., Valizadeh M.V., Deevsalar R., Rasouli J., *"The field and microstructural study of Malayer Plutonic Rocks (MPR), West Iran",* Geopersia 1 (2011) 59–69.

[۳] شبانیان بروجنی ن.، داودیان دهکردی ع.، خلیلی م.، خدامی م.، *"شواهد بافتی وجود شرایط دینامیکی در حین و پس از تبلور گنایس‌های دینامومگماتیک قلعه دژ، ازنا"*، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره‌ی ۳ (۱۳۸۹) ص ۴۶۳-۴۷۲.

[۴] مجحل م.، *"تأثیر تکتونیک ترافشاری در فضاسازی برای نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی پهنه‌ی سنندج – سیرجان (بخش شمال باختری)"*، مجموعه مقالات نهمین همایش انجمن زمین-شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم تهران، (۱۳۸۴) ص ۴۶۱-۴۷۲.

[۵] مسعودی ف.، مجحل م.، شاکر اردکانی ف.، *"بررسی تغییرات شیمیایی و ساختاری و تعیین حرارت در یک دگرشکلی پیشرونده: شواهدی از پهنه‌ی برشی زرین، اردکان"*، مجله علوم زمین، شماره ۷۳ (۱۳۸۸) ص ۱۱-۱۶.

[6] Sheibi M., Esmaeily D., Siqueira R., "*The Shir-Kuh pluton (Central Iran): Magnetic fabric evidences for the coalescence of magma batches during emplacement",* Journal of Asian Earth Sciences 46 (2012) 39–51.

[۷] صادقیان م.، ولی‌زاده م.، *"ساز و کار جایگیری توده‌ی گرانیتوئیدی زاهدان در پرتو روش AMS"*، مجله علوم زمین، شماره ۶۶ (۱۳۸۶) ص ۱۳۴-۱۵۹.

[8] Esmaeily D., Bouchez J.L., Siqueira R., *"Magnetic fabrics and microstructures of the Shah Kuh Jurassic granite pluton (Lut block, Eastern Iran) and geodynamic inference"*, Tectonophysics 439 (2007) 149–170.

[۹] افتخارنژاد ج.، اشتوکلین ی.، *"نقشه زمین شناسی بیرجند، مقیاس ۲۵۰۰۰۰: ۱"*، سازمان زمین‌شناسی کشور، (۱۳۶۹).

[۱۰] موحد اول ح.، امامی م.ح.، *"نقشه زمین شناسی مختاران، مقیاس ۱۰۰۰۰۰: ۱"*، سازمان زمین‌شناسی کشور، (۱۹۷۸).

[۱۱] نوایی ای.، *"نقشه زمین شناسی سهل آباد، مقیاس ۱۰۰۰۰۰: ۱"*، سازمان زمین‌شناسی کشور، (۱۹۷۴).

[12] Berberian M., King G.C., *"Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran",* Canadian Journal of Earth Sciences 18 (1981) 210–265.

[13] Tirrul R., Bell I.R., Griffis R.J., Camp V.E., *"The Sistan suture zone of eastern Iran",* Geological Society of America Bulletin 94 (1983) 134–150.

[14] Camp V.E., Griffis R.J., "*Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran",* Lithos 15 (1982) 221–239.

[۱۵] غلامی ا.، *"تحلیل دگرشکلی در راستای روندهای اصلی شمال – شمال خاور دشت لوت"*، رساله دوره دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، (۱۳۸۸).

[16] Walker R., Gans P., Allen M.B., Jackson J., Khatib M.M., Marsh N., Zarrinkoub M.H., *"Late Cenozoic volcanism and rates of active faulting in eastern Iran",* Geophysical Journal International 177 (2009) 783–805.

[17] Berberian M., Yeats R.S., *"Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian plateau",* Bulletin of the Seismological Society of America 89 (1999) 120-139.

[۱۸] خطیب م.م.، *"هندسه پایانه گسل‌های امتداد لغز (با نگاهی ویژه بر گسل‌های خاور ایران)"*، رساله دوره دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، (۱۳۷۷).

[19] Mohajjel M., Fergusson C.L., Sahandi M.R., *"Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran",* Journal of Asian Earth Sciences 21 (2003) 397-412.

[۲۰] زرین‌کوب م.ح.، خطیب م.م.، چانگ س.ل.، محمدی س.س.، *"گزارش نهایی طرح پژوهشی تحلیل تکوین ماگماتیزم سنوزوئیک در گستره‌ی شرق ایران (بخش شمال ایالت ساختاری سیستان)"*، معاونت پژوهشی دانشگاه بیرجند، (۱۳۹۱).

[21] Trimby P.W., Prior D.J., Wheeler J., *"Grain boundary hierarchy development in a quartz mylonite"*, Journal of Structural Geology 20 (1998) 917–935.

[22] Stipp M., Stunitz H., Heilbronner P., Schmid S.M., *"The eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700◦ C",* Journal of Structural Geology 24 (2002) 1861–1884.

[23] Vernon R.H., Johnson S.E., Melis E.A., *"Emplacement related microstructures in themargin of a deformed pluton: the San Jose tonalite, Baja California, Mexico",* Journal of Structural Geology 26 (2004) 1867–1884.

[24] Vernon R.H., Flood R.H., *"Contrasting deformation and metamorphism of S and I type granitoids in the Lachlan Fold Belt, Eastern Australia",* Tectonophysics 147 (1987) 127–143.

[25] Johnson S.E., Vernon R.H., Upton P., *"Foliation development and progressive strain-rate partitioning in the crystallizing carapace of a tonalite pluton: microstructural evidence and numerical modeling",* Journal of Structural Geology 26 (2004) 1845–1865.

[26] Mainprice D., Bouchez J.L., Blumenfeld P., Tubia J.M., *"Dominant c-slip in naturally deformed quartz: implications for dramatic plastic softening at high temperature",* Geology 14 (1986) 819–822.

[27] Blumenfeld P., Mainprice D., Bouchez J.L., *"C-slip in quartz from subsolidus deformed granite",* Tectonophysics 127 (1986) 97–115.

[28] Urai J.L., Means W.D., Lister G.S., *"Dynamic recrystallisation of minerals, In Hobbs B.E and Heard H.C. (Eds.) Mineral and Rock deformation",* Laboratory Studies, Union Geophy . Monograph 36 (1986) 161-199.

[29] Passchier C.W., Trouw R.A.J., *"Microtectonics"*, second ed., Springer, Berlin (2005).

[30] Shelley D., *"Igneous and metamorphic rocks under the microscope",* Chapman and Hall, London (1993).

[31] Mamtani M.A., Greiling R.O., *"Granite emplacement and its relation with regional deformation in the Aravalli Mountain Belt (India): inferences from magnetic fabric",* Journal of Structural Geology 27 (2005) 2008–2029.

[32] Nedelec A., Bouchez J.L., *"Petrologie des granites",* Vuibert and Société géologique de France Editors (2011).

[33] Bouchez J.L., Delas C., Gleizes G., Nedelec A., Cuney M., *"Submagmatic microfractures in granites",* Geology 20 (1992) 35–38.

[34] Tikoff B., Saint-Blanquat M., *"Transpressional shearring and strike-slip partitioning in the Late Cretaceous Sierra Nevada magmatic arc, California",* Tectonics 16 (1997) 442–459.

[35] Paterson S.R., Fowler T.K., Schmidt K.L., Yoshinobu A.S., Yuan E.S., Miller R.B., *"Interpreting magmatic fabric patterns in plutons",* Lithos 44 (1998) 53–82.

[36] Hibbard M., *"Deformation of incompletely crystallized magma systems: granitic gneisses and their tectonic implications",* Journal of Geology 95 (1987) 543-561.

[37] Srivastava P., Mitra G., *"Deformation mechanism and inverted thermal profile in the North Almora Thrust mylonite zone, Kumaon Lesser Himalaya, India",* Journal of Structural Geology 18 (1996) 27-39.

[38] Pryer L.L., *"Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontario, Canada",* Journal of Structural Geology 15 (1993) 21–36.

[39] Bell T.H., *"Recrystallization of biotite by subgrain rotation"*, In: Snoke A., Tullis J., Todd V.R., (eds) "Fault related rocks – a photographic atlas", Princeton University Press, New Jersey (1998).